

1. INQUADRAMENTO GEOLOGICO

L'area indagata nel corso del presente lavoro di tesi è ubicata all'interno del Massiccio della Sila, nel settore centro-settentrionale dell'Orogene Calabro Peloritano (OCP), considerato da sempre uno dei soggetti geologici più interessanti e allo stesso tempo più discussi per via della sua collocazione nel complicato scenario geodinamico del Mediterraneo centro-occidentale (Alvarez, 1976; Carminati et al., 1998; Stampfli & Borel, 2002; von Raumer, 2003; Rosenbaum and Lister, 2004).

Il basamento cristallino dell'orogene, riconducibile principalmente alla tettonica ercinica ed in seguito localmente coinvolto nella tettonica alpina, rappresenta tuttavia, solo un piccolo esempio della complicata evoluzione geodinamica che contraddistingue l'intera area mediterranea.

Inoltre, il grande punto interrogativo sulla sua appartenenza al blocco africano (Amodio Morelli et al., 1976; Scandone, 1979; Bonardi et al., 1982) o a quello europeo (Dietrich, 1988; Dewey et al., 1989) durante il ciclo orogenetico Alpino-Appenninico, rende la catena oggetto di differenti e spesso contrastanti interpretazioni relativamente alla sua evoluzione paleogeografica e paleotettonica.

1.1. FRAMMENTI DI CATENA ERCINICA NELL'OROGENE ALPINO

In un quadro geodinamico più generale, l'area di studio, potrebbe essere considerata come un frammento della Catena Ercinica europea (Fig.1a) inquadrato all'interno dell'Orogene Alpino. In Europa la catena appare ben esposta e ben documentata contrariamente ad altre aree del globo, dove i dati per una completa ricostruzione degli eventi tettono-metamorfici risultano assenti o insufficienti. Tuttavia la tettonica alpina, che ha ripreso ed incorporato parte del sistema ercinico meridionale, rende difficile e complessa la ricostruzione cronologica degli eventi che hanno portato alla strutturazione dell'intera catena ed al suo successivo smembramento.

La storia dell'Orogene Ercinico si sviluppa tra il Devoniano e il Carbonifero inferiore in seguito alla convergenza e alla collisione del continente Gondwana con il continente Laurasia; a seguito di questa collisione continentale si ha un forte inspessimento crostale lungo le linee di sutura. L'impilamento delle falde avviene in un regime termico di tipo

barroviano responsabile di un metamorfismo da sin- a post-collisionale caratterizzato da regimi di media pressione (von Raumer et al., 2003).

Diversi modelli geodinamici e schemi tettono-metamorfici descrivono l'evoluzione della Catena Ercinica europea, in particolare quelli proposti da Doblas et., al (1994), Matte (2001), da Stampfli & Borel (2002).

Doblas et., al (1994), nel ricostruire la storia tettono-metamorfica della Catena Ercinica in Spagna, descrivono un'evoluzione multistadiale caratterizzata da una progressiva transizione da un regime dominatamente compressivo ad un regime prevalentemente estensionale.

Lo stadio ercinico (Devoniano medio-Carbonifero medio), che si esplica in un regime prevalentemente compressivo, è strettamente connesso alla costruzione dell'edificio a falde. Esso evolve, attraverso una combinazione di fasi compressive e localmente estensive, allo stadio tardo-ercinico, (Carbonifero medio-Permiano inferiore) caratterizzato da un regime prevalentemente estensionale, al quale è possibile associare il collasso gravitazionale della catena, precedentemente ispessita e l'intensa attività magmatica intrusiva che interessa l'intero Orogene Ercinico. Infine, lo stadio pre-alpino è caratterizzato da un incremento del regime distensivo, con la formazione di *rift* asimmetrici tipo *basin and range*; questo stadio segna l'inizio della lacerazione del supercontinente.

Matte (2001 e bibliografia in esso citata), propone un modello geodinamico secondo cui la catena Ercinica, in Europa occidentale, rappresenterebbe una parte di un più esteso sistema montuoso paleozoico formatosi all'incirca tra 480 e 250 Ma, in seguito alla collisione tra due continenti il Laurasia a NW e il Gondwana a SE.

Studi paleomagnetici e paleobiostatigrafici confermano l'esistenza tra questi due continenti di due microplacche interposte, Avalonia ed Armorica, distaccatesi dal Gondwana durante l'Ordoviciano inferiore e, successivamente ancoratesi al Laurentia-Baltica (Laurussia) prima della sua definitiva collisione col Gondwana nel Carbonifero. Tali studi suggeriscono inoltre, l'esistenza di bacini oceanici: l'Oceano Iapetus tra Avalonia e Laurentia e tra Laurentia e Baltica; l'Oceano Reico tra Avalonia ed Armorica e l'oceano "*Galicja Southern Brittany*" tra Armorica e Gondwana. La chiusura dell'Oceano Iapetus e la collisione tra Laurentia, Baltica ed Avalonia hanno guidato l'Orogenesi Caledoniana durante l'Ordoviciano inferiore-Devoniano inferiore.

La successiva chiusura dell'Oceano Reico nel Devoniano inferiore, in seguito alla collisione tra Avalonia ed Armorica e dell'Oceano "Galicia Southern Brittany", nel Devoniano medio, in seguito alla collisione tra Armorica e Gondwana, hanno condotto, invece, alla definitiva collisione tra i continenti, e quindi alla costruzione dell'Orogene Ercinico.

A questa collisione, a partire dal Carbonifero inferiore, sarebbe legata l'apertura di due nuovi bacini oceanici sui versanti orientale ed occidentale dell'Orogene Ercinico: rispettivamente la Paleotetide e l'Oceano Reico.

Tra il Carbonifero superiore ed il Permiano inferiore, Gondwana ruotando in senso orario rispetto a Laurasia, avrebbe determinato l'ampliamento della Paleotetide e la chiusura dell'Oceano Reico, con conseguente sviluppo di fenomeni di trascorrenza destra ai quali sarebbero connessi l'evoluzione tardiva dell'Orogene Ercinico e l'ingente magmatismo che ha interessato il segmento europeo dell'orogene nel tardo Carbonifero (von Raumer et al., 2003).

Nel modello tettonico di Stampfli & Borel (2002), l'Orogene Ercinico, in Europa, rappresenta il risultato dell'accrezione dei terreni peri-Gondwanici settentrionali al continente Laurussia e della subduzione della dorsale Paleotetidea (Devoniano-Carbonifero inferiore), prima della collisione definitiva tra Gondwana e Laurussia che, nel tardo Carbonifero ha portato alla formazione del supecontinente Pangea.

Tra il tardo Carbonifero ed il Permiano inferiore, l'arretramento del piano di subduzione della Paleotetide avrebbe determinato l'istaurarsi del regime estensionale post-collisionale responsabile del collasso della pre-esistente Catena Ercinica ed dell'apertura dell'Oceano Neotetideo al limite Permiano-Triassico, così come confermato dai dati paleomagnetici. In questo contesto, alla subduzione verso Nord dell'oceano Paleotetideo (nato come bacino di retro-arco in seguito allo slab-rollback dell'Oceano Reico e dell'Oceano Asiatico e chiusosi definitivamente durante il ciclo orogenetico Cimmeriano (Trias-Giurassico)), è legato il magmatismo calc-alcantino tardo-Carbonifero riconosciuto in tutti i domini Ercinici Europei.

L'esumazione di questo frammento di catena ercinica, secondo Stampfli et al., (2002) sarebbe avvenuto in concomitanza all'apertura dell'Oceano Neo-tetideo (Carbonifero superiore-Giurassico inferiore), ed in relazione all'evoluzione del Mediterraneo Occidentale (Oligo-Miocene).

Nello scenario descritto si collocano anche i terreni cristallini dell'OCP, investiti dagli eventi metamorfici connessi all'orogenesi Ercinica ma successivamente coinvolti anche nel ciclo metamorfico Alpino.

1.2. STRUTTURA E SIGNIFICATO GEODINAMICO DELL'OROGENE CALABRO PELORITANO

Nel contesto del Mediterraneo Centro-Occidentale l'Orogene Calabro Peloritano (OCP) rappresenta un segmento di Catena Alpina, situato tra il Tirreno ad Ovest e lo Ionio a Est, che collega l'Appennino meridionale alla Catena Siculo-Maghrebide con cui è rispettivamente a contatto mediante le linee geologiche transpressive di Sanginetto (a Nord) e di Taormina (a Sud) (Ghisetti et al., 1991) (Fig 1b).

La catena presenta la struttura di un edificio a falde cristalline, a vergenza settentrionale e meridionale, di provenienza sia oceanica sia continentale, con relative coperture sedimentarie meso-cenozoiche, sovrapposte tettonicamente durante i processi orogenici alpini (Eocene-Oligocene) per poi migrare verso S-E (Oligocene-Miocene) al di sopra del dominio appenninico-maghrebide, in seguito al *roll-back* dello *slab* del dominio ionico (Dewey et al., 1989; Gueguen et al., 1998; Rosembaum et al., 2002).

Le rocce di basamento costituenti l'orogene raccontano una storia poli-orogena e poli-metamorfica multi-stadio spesso di difficile e complicata interpretazione.

I principali eventi metamorfici che hanno interessato il basamento dell'OCP sono imputabili in particolar modo all'orogenesi Ercinica (Pezzino, 1982; Atzori et al., 1984) e, probabilmente anche ad eventi orogenetici più antichi (Ferla, 2000; Micheletti et al., 2007). A luoghi, tali rocce sono state parzialmente riprese dai diversi stadi legati al ciclo metamorfico Alpino, responsabile di sovraimpronte metamorfiche, i cui effetti sono visibili soprattutto nelle rocce di pertinenza oceanica e nelle sequenze sedimentarie (Liberi et al., 2006; Cirrincione et al., 2008; Fazio et al., 2008).

Attenti studi condotti sulle rocce cristalline dell'OCP, hanno consentito, inoltre, l'individuazione di rocce cristalline a solo metamorfismo Alpino (Pezzino et al., 1990; Ortolano et al., 2005).

Ancora oggi, l'evoluzione e il significato geodinamico dell'OCP ma anche il numero e l'ordine delle Unità sovrappostesi tettonicamente, risultano oggetto di diverse controversie scientifiche proprio per via della complessa storia derivante dal suo coinvolgimento nelle orogenesi Ercinica ed Alpino-Appenninica ma soprattutto, a causa della difficoltà di correlazione dei diversi segmenti che costituiscono l'orogene stesso (Catena Costiera, Sila, Serre, Aspromonte e Monti Peloritani).

Le contrastanti interpretazioni secondo cui il basamento cristallino pre-Mesozoico che costituisce l'intero Orogene Calabro Peloritano rappresenterebbe: a) un frammento del margine Europeo della Neo-Tetide (Ogniben, 1973; Bouillin et al., 1986; Knott, 1987, Dewey, 1989); b) una porzione del dominio Africano (Haccarrd et al., 1972; Alvarez, 1976; Amodio-Morelli et al., 1976;); c) il basamento con relativa copertura di un microcontinente, originariamente ubicato tra l'Europa e l'Africa (Guerrera et al., 1993; Bonardi et al., 2001; Perrone, 1996; Critelli & Le Pera, 1998); d) il prodotto dell'accrezione di tre microzolle crostali (Vai, 1992), rendono la Catena Calabro-Peloritana uno degli argomenti geologici più animatamente discussi e dibattuti di tutta l'area mediterranea.

Al ciclo orogenetico Alpino-Appenninico, che dall'Eocene-Oligocene ancora oggi interessa il Mediterraneo Centro-Occidentale è connesso l'impilamento delle Unità tettoniche dell'OCP, in seguito allo stadio di inspessimento crostale dovuto alla collisione tra il promontorio Adria, di pertinenza africana e la placca europea (Borsi & Dubois, 1968; Pezzino et al., 1990; Platt & Compagnoni, 1990), la subduzione del dominio Ionico e l'apertura del bacino tirrenico (Carminati et al., 1998).

Il complicato avvicendamento di eventi geologici che interessa l'OCP sarebbe stato responsabile, inoltre, di un *tilting* crostale di 40°-45° (Schenk, 1980; Thomson, 1994; Caggianelli et al., 2000; Festa et al., 2003) che avrebbe favorito l'esposizione di sezioni quasi complete di crosta continentale ercinica attualmente ben documentate nei Massicci della Sila e delle Serre (Schenk, 1980; Atzori et al., 1984; Caggianelli et al., 2000; Caggianelli & Prosser, 2001) rappresentanti, infatti, uno dei pochi posti al mondo in cui poter osservare sezioni di crosta continentale ercinica quasi completamente esposte.

In questo contesto, l'area studio si colloca nel settore centro-settentrionale dell'OCP, proprio all'interno del Massiccio della Sila dove *remnants* di Catena Ercinica appaiono preservati, laddove la tettonica alpina non è stata sufficientemente intensa da obliterare totalmente le preesistenti strutture.

1.3. SCHEMA STRUTTURALE DELLA CALABRIA SETTENTRIONALE

A partire dalla fine degli anni '70 cresce la tendenza di distinguere due diversi settori all'interno dell'Orogene Calabro-Peloritano, separati da un ipotetico lineamento tettonico ubicato in corrispondenza della Stretta di Catanzaro: *il settore settentrionale*, che si estende dalla Linea di Sangineto (a Nord) fino alla stretta di Catanzaro (a Sud), comprende la Sila e la Catena Costiera; *il settore meridionale*, a sud della Stretta di Catanzaro, include il Massiccio delle Serre, dell'Aspromonte e i Monti Peloritani, ubicati nell'estremità nord-orientale della Sicilia (Bonardi et al., 1980, 1982; Tortorici, 1982; Boccaletti et al., 1984; Vai, 1992).

Le differenze geologiche osservate tra i due settori (la mancanza di unità ofiolitiche e l'assenza di finestre tettoniche dove affiorano le unità carbonatiche appenniniche, nel settore meridionale (Tortorici, 1982)), suggeriscono diversi assetti strutturali e differenti storie evolutive (Amodio Morelli et al., 1976) durante l'Orogenesi Alpina.

In particolare, il settore settentrionale risulta costituito da una pila di falde composte da metamorfiti sia di derivazione continentale che oceanica con una vergenza europea, mentre il settore meridionale è costituito da una serie di unità cristalline, con coperture sedimentarie meso-cenozoiche, mostranti una vergenza africana.

Il settore settentrionale, a cui è rivolta l'attenzione in questo studio, è composto da due catene montuose, la Sila e la Catena Costiera separate dalla Valle del Crati la quale, occupa una depressione tettonica formatasi a partire dal Pleistocene superiore ed è limitata da faglie normali con andamento N-S (Cello et al., 1982; Tortorici et al., 1995).

L'assetto strutturale della Calabria settentrionale prevede l'esistenza di un edificio a falde costituito da sequenze appenniniche mesozoiche, sequenze ofiolitiche mesozoiche e rocce di basamento cristallino pre-mesozoiche, intruse da plutoniti tardo-erciniche (Amodio Morelli et al., 1976; Dubois, 1976; Dietrich, 1976a, 1988; Lanzafame & Zuffa, 1976; Tortorici, 1982; Ayuso et al., 1994, Messina et al., 1994, Piluso, 1997; Piluso et al., 1998) la cui storia evolutiva è lunga ed articolata.

Lo schema strutturale proposto per l'edificio a falde della Calabria settentrionale prevede una suddivisione in tre elementi tettono-stratigrafici principali, ribattezzati "Complessi" (Ogniben, 1973; Morten & Tortorici, 1993), in ognuno dei quali sono state distinte

differenti Unità tettono-metamorfiche (Amodio Morelli et al., 1976; Scandone, 1982, Messina et al., 1994) (Fig.2c).

L'elemento più profondo, la cui appartenenza al paleomargine africano o europeo è ancora oggetto di controversia (Alvarez, 1976; Cello et al., 1990; Ietto & Barillaro, 1993), è il Complesso Panaormide (Ogniben, 1973) o Complesso delle Unità Appenniniche, rappresentato da rocce carbonatiche mesozoiche e relativo basamento paleozoico di basso grado (Ietto & Barillaro, 1993; Iannace et al., 1995; Perrone, 1996; Ietto & Ietto, 1998).

L'elemento tettono-stratigrafico intermedio è rappresentato dal Complesso Liguride, una sequenza di rocce ofiolitiche mesozoiche che costituirebbero i *remnants* dell'oceano Neo-Tetideo, suddiviso in due diverse Unità: l'Unità Ofiolitica Superiore e l'Unità Ofiolitica Inferiore (De Roever, 1972; Lanzafame et al., 1979; Spadea, 1980; Beccaluva et al., 1982; Guerrera et al., 1993; Cello et al., 1996).

Dati strutturali e stratigrafici indicano che questo Complesso è stato coinvolto in processi di subduzione e di collisione continente-continente attivi durante il pre-Luteziano con polarità europea e direzione di trasporto tettonico verso W-NW (Cello et al., 1991).

In posizione geometrica più elevata si trova il Complesso Calabride, interpretato come una sezione continua di crosta continentale ercinica (Graessner et al., 2000; Graessner & Schenk, 2001) con relativa copertura sedimentaria mesozoica, rappresentata dall'Unità di Longobucco (Messina et al., 1994; Piluso & Morten, 1999), successivamente interessata da deformazioni esclusivamente fragili (Thomson, 1994).

Nella letteratura geologica, non esiste un accordo circa il significato e la collocazione paleo-geografica di tale elemento pertanto, l'interpretazione geodinamica del Complesso Calabride è ancora oggi materia di acceso dibattito. Le ipotesi attualmente più plausibili lo identificano come: **(a)** un frammento del margine Europeo della Neo-Tetide; in tal caso la costruzione della catena avveniva con vergenza africana, coerentemente con la catena appenninica e la subduzione ionica (Ogniben, 1973; Dietrich, 1988; Dewey et al., 1989; Thomson, 1998); **(b)** una porzione del dominio Austroalpino della placca africana a vergenza europea, distaccatosi in seguito all'apertura del bacino tirrenico. A partire dal Tortoniano superiore- Messiniano, il bacino tirrenico meridionale, interpretato come bacino di retro-arco del sistema orogenico appenninico, avrebbe iniziato ad aprirsi sotto l'effetto dell'arretramento del piano di subduzione. Il processo di *roll-back* del piano di subduzione avrebbe determinato la separazione dell'Orogene Calabro-Peloritano dal

marginale Sardo-Corso o dalla Catena Alpina e la sua migrazione verso sud-est, fino all'attuale posizione raggiunta nel Pleistocene (Haccard et al. 1972; Alvarez, 1976; Amodio Morelli et al., 1976; Scandone, 1979; 1982; Bonardi et al., 1993); **(c)** il basamento con relativa copertura di un microcontinente, il Mesomediterraneo, originariamente ubicato tra l'Europa e l'Africa (Guerrera et al., 1993; Cello et al., 1996; Critelli & Le Pera, 1998; Piluso & Morten 2004; Perrone et al 1996); **(d)** il prodotto dell'accrezione di tre microzolle crostali (Vai, 1992).

1.4. INQUADRAMENTO GEOLOGICO DELL'AREA STUDIO: LA SILA PICCOLA

L'area di interesse si colloca nel Massiccio della Sila Piccola, che rappresenta la porzione meridionale del Massiccio della Sila, delimitata a Nord dal parallelo passante per il lago Arvo e a Sud dalla Stretta di Catanzaro (Fig.2a).

Così come per l'intero settore settentrionale dell'OCP, l'assetto strutturale della Sila Piccola è quello di un edificio a falde di ricoprimento in cui è possibile individuare i tre Complessi così come definiti da Ogniben, (1973) che dalla base al top dell'edificio sono: a) il Complesso delle Unità Appenniniche; b) il Complesso Liguride, c) il Complesso Calabride (Fig.2d).

Su questo edificio a falde trasgrediscono in discordanza sequenze sedimentarie Neogenico-Quaternarie.

Il Complesso delle Unità Appenniniche affiora nella finestra tettonica dei "Bagni di Caronte" nel settore sud-occidentale della Sila Piccola, ed è costituito da una sequenza mesozoica di calcari e dolomie (Amodio Morelli et al., 1976; Lorenzoni & Zanettin Lorenzoni, 1983).

Il Complesso Liguride, in posizione geometrica intermedia, è suddiviso da Spadea, (1980) e Beccaluva et al., (1982), in due unità: *l'Unità ofiolitica inferiore*, affetta da un metamorfismo in facies *sub-greenschist*, risulta costituita da un'alternanza di filladi e quarzo-areniti con subordinati metacarbonati; essa viene dubitativamente riferita al Cretacico superiore; *l'Unità ofiolitica superiore* (o Unità di Gimigliano-Monte Reventino) costituita da serpentiniti, metabasalti e da una copertura sedimentaria attribuita al Giurassico superiore - Cretacico da Amodio Morelli et al. (1976), ed al Ladinico-Carnico da Colonna & Zanettin Lorenzoni (1972)), rappresenta, i *remnants* dell'oceano Neo-Tetideo (Piluso et al., 2000), ed è caratterizzato da un metamorfismo di HP-LT (Cello et al., 1991, Liberi et al., 2005).

Il Complesso Calabride in posizione geometrica superiore, è formato da porzioni di basamento continentale ercinico intruso da granitoidi tardo-ercinici su cui poggiano lembi di coperture mesozoiche (Amodio Morelli et al., 1976; Dubois, 1976; Lorenzoni & Zanettin Lorenzoni, 1983; Messina et al., 1994). Esso comprende dalla base al top diverse unità cristalline (Fig.2d): *l'Unità di Bagni*, formata da metamorfiti in facies scisti verdi, prevalentemente filladi e quarziti filladiche, subordinatamente micascisti e rari scisti

anfibolitici; essa rappresenterebbe l'Unità paleozoica di crosta continentale più superficiale anche se, in realtà il suo significato geologico è ancora oggi argomento di dibattito. Secondo le diverse interpretazioni l'Unità di Bagni, infatti potrebbe costituire: (a) un basamento paleozoico di basso grado con relativa copertura sedimentaria mesozoica (Amodio Morelli et al., 1976) in cui sono visibili gli effetti di una sovraimpronta metamorfica alpina, che avrebbe generato paragenesi tipiche di alta P a lawsonite e Mg-riebeckite (Colonna & Piccarreta, 1976; Paglionico & Piccarreta, 1976; Colonna & Compagnoni, 1982); (b) in parte, *remnants* della copertura oceanica tetidea subdotta durante l'orogenesi alpina, data la presenza di blocchi di serpentiniti e metabasiti mostranti analoghe strutture ed associazioni mineralogiche indicative di condizioni ambientali di medio-alta P (Piluso et al., 2000).

In posizione intermedia, l'Unità di Castagna, istituita da Dubois & Glangeaud (1965), è costituita da metamorfiti di medio-alto grado, prevalentemente da paragneiss, ortogneiss e subordinatamente da anfiboliti, marmi e micascisti, intruse da granitoidi tardo-ercinici probabilmente ricollegabili alla messa in posto del batolite della Sila.

I dati bibliografici attualmente a disposizione su quest'Unità appaiono alquanto scarsi e suggeriscono: (a) un metamorfismo ercinico con una sovraimpronta metamorfica alpina di alta P responsabile della formazione di potenti spessori milonitici (Dietrich, 1976a; 1988 e bibliografia citata); una storia poli-metamorfica con effetti metamorfici pre-alpini ed alpini di HP/LT; questi ultimi responsabili degli effetti cataclastico-milonitici, accompagnati da un evidente retrocessione in facies scisti verdi (Colonna & Piccarreta, 1976; Paglionico & Piccarreta, 1976); c) un metamorfismo polifasico pre-alpino in condizioni comprese tra la facies degli scisti verdi profonda e la facies anfibolitica ed evidenti effetti cataclastico-milonitici alpini che interessano più o meno pervasivamente tutti i litotipi costituenti l'Unità (Amodio-Morelli et al., 1976); (d) un'ambientazione alpina per l'evento deformativo duttile responsabile della foliazione milonitica che accomuna tutti i litotipi dell'Unità di Castagna (Rossetti et al., 2001).

In posizione geometrica superiore all'interno del Complesso Calabride, si ritrova l'Unità della Sila, definita come un'unica falda alpina costituita da un basamento paleozoico a grado metamorfico variabile dalla facies granulitica alla facies scisti verdi, raggruppante le Unità di Polia-Copanello, Monte Gariglione e di Stilo, intruso da plutoniti tardo-erciniche

e relativa copertura meso-cenozoica rappresentata dall'Unità di Longobucco (Messina et al. 1991 e bibliografia citata) (Fig.2c).

In accordo allo schema tettonico originariamente proposto da Amodio Morelli et al., 1976; Colonna & Piccarreta, 1977, in posizione geometrica superiore all'interno dell'edificio Calabride, in Sila Piccola, si ritroverebbero l'*Unità di Monte Gariglione* e l'*Unità di Stilo*. L'*Unità di Monte Gariglione*, (la porzione più profonda della "Falda della Sila" di Dubois, 1970; 1976) è costituita da metamorfiti in facies granulitica (gneiss a granato-sillimanite, gneiss migmatitici, anfiboliti e marmi a Ca-silicati) come suggerito dai dati relativi alle condizioni di picco metamorfico (750°C, T e 0.4-0.6 GPa, P); dati geocronologici inoltre, indicano un'età del picco di circa 300 Ma, che approssimativamente, corrisponde all'età della messa in posto dei granitoidi peraluminosi silani (Graessner et al., 2000; Graessner & Schenk, 2001).

L'*Unità di Stilo*, sarebbe costituita da un basamento paleozoico formato da granitoidi e metamorfiti di basso grado su cui trasgrediscono depositi silicoclastici del Verrucano e calcari localmente dolomitici di età Giurassica. L'Unità affiora nelle vicinanze dell'abitato di Tiriolo e corrisponde in parte "all'Unità di Tiriolo" di Lorenzoni e Zanettin Lorenzoni (1983).

Nel corso del presente lavoro di tesi, l'attenzione è stata focalizzata proprio sulle rocce cristalline di derivazione continentale che costituiscono il Complesso Calabride e, più dettagliatamente sulle metamorfiti attribuite all'Unità di Castagna.

La ricostruzione della storia tettono-metamorfica dell'Unità di Castagna, la corretta comprensione del significato geologico e del ruolo svolto dall'evento di *shear*, responsabile del carattere milonitico che accomuna i litotipi dell'Unità stessa, potrebbero infatti costituire un importante contributo nella definizione dell'identità del Complesso Calabride ma soprattutto, la *shear zone* dell'Unità di Castagna potrebbe rappresentare un'ulteriore chiave di lettura nell'interpretazione dell'evoluzione dell'intero settore settentrionale dell'Orogene Calabro Peloritano all'interno del complesso scenario geodinamico del Mediterraneo centro-occidentale.